青海湖沙柳河流域浅层地下水不同时期补给特征①

杨羽帆[1,2]，曹生奎[1]，曹广超[1]，雷义珍[1]，刘　英[1]，兰　垚[1]

（1　青海师范大学地理科学学院/青海省自然地理与环境过程重点实验室，青海　西宁　810008；
2　陕西师范大学地理科学与旅游学院，陕西　西安　710119）

摘　要： 地下水稳定同位素组成的时空变化特征可以反映不同时期、不同区域地下水补给来源的差异。通过青海湖沙柳河流域浅层地下水氢氧稳定同位素组成的时空变化特征以及地下水、河水与降雨之间的补给关系的分析，结果显示：季风时期，地下水主要受降雨入渗和河流侧向补给为主，在补给过程中蒸发作用是影响地下水稳定同位素值的主要因素；非季风期，冰雪融水对低值区的地下水影响显著，同时降水的快速入渗则是该时期高值区地下水的主要补给方式之一。地下水同位素高值区，地下水与河水间补给作用较弱，补给时间超过5个月；地下水同位素低值区，地下水与河水补给关系较为密切，补给时间在1～4月间。其结论可初步反映干旱半干旱内陆流域地下水稳定同位素特征以及补给方式的基本规律，在一定程度上可为研究流域地下水及其他水体间的转换提供科学依据，并为地下水资源管理和水环境治理提供一定理论指导。

关 键 词： 浅层地下水；氢氧稳定同位素；地下水补给；青海湖；沙柳河流域

文章编号

全球变化导致的影响无时无刻不在作用于自然环境与人类生活，诸如气候变暖、水资源分配不均等一系列影响人类社会的发展环境问题[1]。地下水作为重要的陆地水资源，在生态系统和人类生活的可持续发展中发挥着重要的作用，特别是在半干旱或半湿润地区[2-3]。地下水是地质历史上水文循环的产物，在时间上受不同气候条件控制，因此地下水特征与环境因子之间具有十分密切的联系[4]。如水文地质学家对亚北极地区展开研究，发现该地区更新世和全新世的大规模气候变化导致大陆冰川和海侵的多次交替，海平面波动异常活跃，而这些变化进一步使得该区地下水的空间分布和化学成分发生变化[1,5-6]。人类活动也在一定程度上改变着地下水储量及其演化过程，特别是在那些生产性含水层[7-8]。中国北方一些著名的喀斯特泉水，如趵突泉、金慈泉和黑龙洞泉，在过去几十年中遭受了各种环境问题，包括泉水干涸、水位持续下降和水质恶化等[9]。因此，了解自然过程和人为活动对地下水的干扰，对缺水地区地下水的可持续管理具有重要意义[10]。而上述研究的前提，则往往建立在清楚掌握地下水补给特征以及演化机理上。

地下水因受到地区自然条件差异的影响，在不同区域其补给特征往往具有不同表现：湿润地区，降水量大，蒸发较小，很多研究都表明降水是地下水的主要补给来源[11-12]；干旱地区，降水量少，蒸发量大，关于降水是否能补给地下水这一观点，学者间仍存在不同的理解[13-15]。由于气候差异，季节性降水对地下水的补给往往不均：如在温带地区的早春时节，地下水受冰雪融水、土壤水等补给作用较强，地下水补给率较高[16-18]；在夏季，蒸发和蒸腾速率很高，地下水受降雨、径流等补给，但补给率往往很低[16,18]。因此，在不同区域、不同时间背景下，地下水补给来源存在差异。由于地下水所处环境特殊、流动过程复杂，受地质、地貌等自然条件影响，加之人力、物力等因素限制，导致传统水文学方法在深入探究地下水补给源时空上的变异特征方面存在明显不足。

近年来，同位素水文学方法已被广泛地应用于

① **收稿日期：** 2019-08-10；　**修订日期：** 2019-12-17
基金项目： 青海省自然科学基金项目（2018-ZJ-905）；青海省“高端创新人才千人计划”（青人才字[2016]11号）；青海省“135高层次人才培养工程”资助
作者简介： 杨羽帆（1991-），男，硕士，主要从事生态水文与水资源研究．E-mail：yangyf1129@163.com
通讯作者： 曹生奎．E-mail：caoshengkui@163.com

水体的起源、年龄和补给途径的研究[19]。氢、氧是组成水的元素,其稳定同位素可以指示水的来源、不同环境状况下水的运移与转换,可以直接反映地下水的循环过程,是水循环的理想示踪剂,因此该技术在地下水补给等水循环过程中得到广泛应用[20-24]。MALOV 等[1]通过研究俄罗斯西北部地下水同位素以及水化学特征,发现该区地下水在很大程度上受到冰川消融作用的影响。LIU 等[7]证实了中国华北地区地下水在蒸发后通过降水入渗补给其自身的说法,并发现在断裂带和岩溶通道中优先沿流径与地表水相互作用。SAMIE 等[25]利用地下水的补给和流动特征,发现努比亚干旱过渡区地下水主要来自于洪水时期的降水;WANG 等[26]凭借径流的补给特征,发现银川地区地下水来源主要是降水、基岩裂隙水和灌溉回归水,去向主要包括蒸发、人为抽提和对地表水体的补给;WANG 等[27]结合西北干旱区开都河流域地表水同位素变化特征,发现地下水主要受到地表水体的补给。

位于中国青藏高原东北部干旱半干旱地区的青海湖,是我国面积最大的内陆湖泊,是国家自然保护区之一。因青海湖地区具有其特有的水文、气候等自然条件,水文过程与特征在干旱半干旱地区的流域中很有代表性[28]。草地作为青海湖流域主要的地表覆被类型,面积占整个流域面积的73.9%[10],是维持流域生态稳定的基础,也是关乎当地农牧民生产生活发展的重要物质资料。而流域浅层地下水的赋存状态及其水位变化往往关系着地表植被类型的多样性以及生长状况的好坏[28],因此浅层地下水的研究对青海湖地区生态可持续发展具有十分重要的科学意义。已有针对青海湖流域浅层地下水的研究,如 XIAO 等[29]通过 Sr 同位素(87Sr/86Sr)解释了青海湖流域浅层地下水水化学及其相关离子的输入方式;金章东等[28]通过地下水埋深和同位素分析,证实了青海湖流域浅层地下水主要受降雨的渗透补给。以上研究往往针对基于单一时间或单点尺度的地下水稳定同位素组成及补给过程进行,并未对其时空变异特征有全面的分析。因此本文基于稳定同位素技术,分析了青海湖沙柳河流域地下水的时空分布特征,在此基础上探究流域降雨、河水和地下水的相互作用关系,可进一步为流域地下水资源管理和水环境治理提供一定理论依据。

1

沙柳河又名伊克乌兰河,位于青藏高原东北部,青海湖北部,发源于刚察县境内第一高峰桑斯扎山南麓[30]。沙柳河全长 106 km,年径流量占整个青海湖流域径流入湖流量的 1/5[31],是青海湖流域第二大河。沙柳河流域(37°10′55.92″~37°51′2.16″ N, 99°37′10.20″~100°17′9.96″ E)面积为 1 679.2 km^2,占青海湖流域总面积的 1/12。该区域属于半干旱温带大陆性气候,年平均气温是 0.1 ℃,年降水量大约是 400 mm,年蒸发量大约是 1 300 mm,且蒸发主要出现在温暖的夏季。流域主要受两大气团的控制:亚洲东南季风和西风。夏季受亚洲东南季风影响,约 65% 的降水集中在该时期(6~9 月)[32],其余降水则在非季风时期(10~5 月),冬季主要受西风环流影响,从而导致了该地区降水具有明显的季节性[33]。

流域内发育 3 条主要深断裂以及多个构造单元,地质结构复杂。形成和演化受中祁连南缘大断裂带活动及其他 NW、NNW 向断裂活动伴随的隆升控制,与青藏高原的隆升以及青海湖的演化形成有密切关系[34-35]。沙柳河流域地下水储量较为丰沛,流域北部山区主要分布砂岩、碎屑岩,其间发育基岩裂隙水,地下水埋深较浅。中部主要分布花岗岩以及二叠系海陆交互相碎屑岩、页岩,平原地区分布砂砾卵石带,透水性良好,地下水埋藏形式主要为山前、山间平原砂砾石层潜水,受上游水量补给,该区潜水富集。下游至湖滨地区为第四系洪冲积层,分布砂砾石、粉砂层潜水以及湖滨平原层承压水,地下水以泉水方式泄出[29,36]。

2 样品收集与数据来源

为了更好的了解沙柳河流域地下水同位素时空变化特征,本次研究于 2017 年下半年在沙柳河中下游地区定期采集地下水、河水、泉水等样品,共收集地下水样品 210 份、河水样品 60 份、冰雪及其融水样品 24 份以及 7 份泉水样品。考虑到降雨季节性差异与河流流量的变化,选择具有代表性且时间连续的 7~9 月和 10~11 月 2 个阶段为样品收集期,分别表示季风期与非季风期两个时期。采样期间,井水用水泵抽取 15~30 min 后采集,泉水在露头处采集;河水样品采集于离河岸1~2 m,水面以下0.2 m

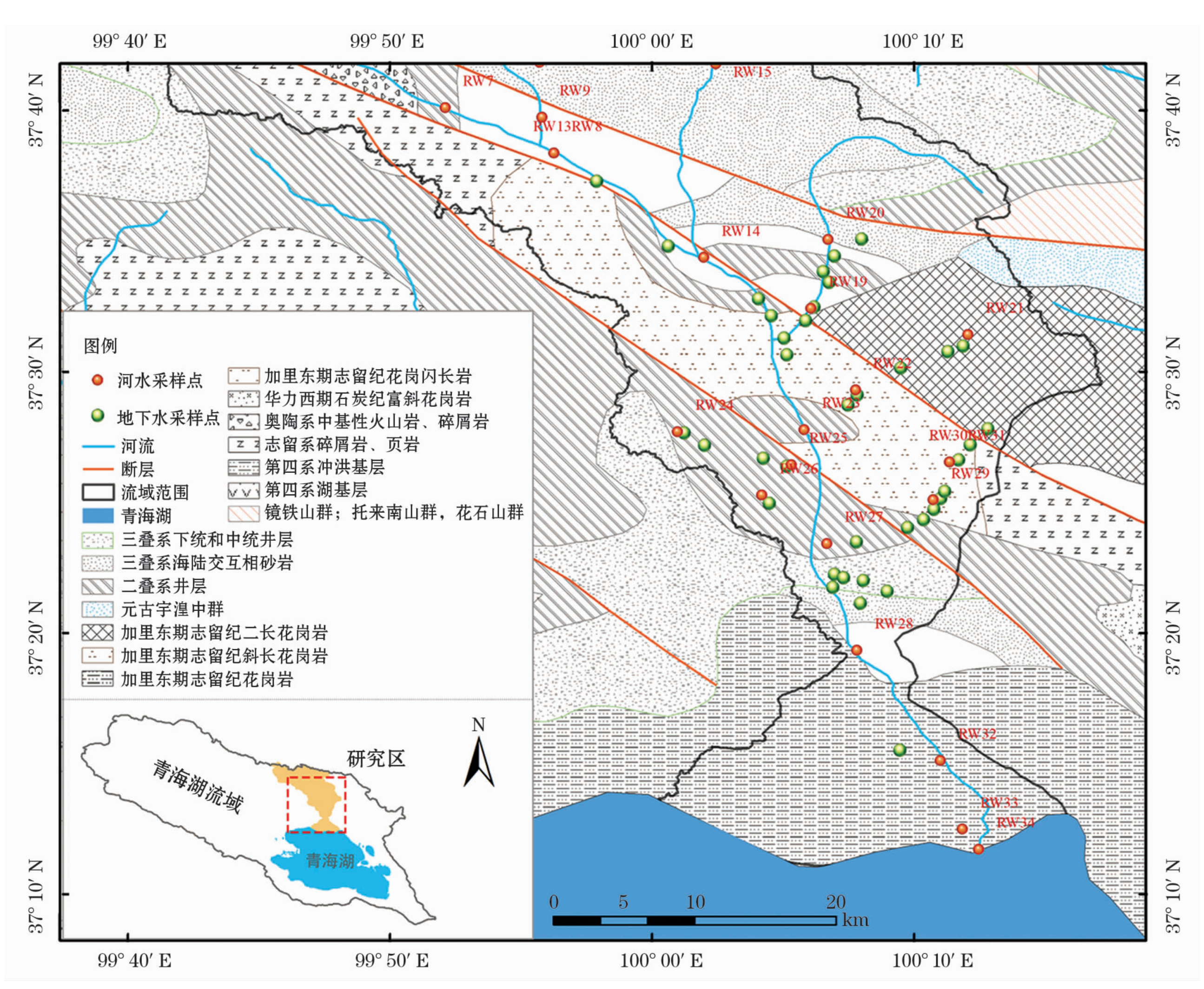


图 1　研究区地质与采样点分布图

Fig. 1　Study area geology and sampling points distribution

的流动河水,以确保河流水体充分混合和避免受表面水的蒸发等影响同位素的分馏;样品取样前用所取井水清洗装样瓶 3 ~5 次,并分 2 份装样于事先用超纯水清洗过的 60 mL 高密度聚乙烯塑料瓶(HDPE)中,用 Parafilm 膜作密封处理,然后置于 −4 ℃的环境中(青海师范大学自然地理环境与过程重点实验室)冷藏。自动气象观测系统安装在沙柳河源区的瓦颜山河源湿地,可提供气象环境的实时监测。

所有样品的氢氧稳定同位素($\delta^{18}O$ 和 δD)的测定在青海师范大学青海省自然地理与环境过程重点实验室进行,测定仪器为 LGR 公司生产的液态水同位素分析仪,最终结果以相对于维也纳标准海水(Vienna Standard Oceanic Water, VSMOW)的千分差形式表示[37]:

$$\delta = (R_{样品}/R_{标准} - 1) \times 1\,000 \qquad (1)$$

式中:R 为 D/H 或 $^{18}O/^{16}O$。

1953 年 EPSTIEN 等[38]与 FRIEDMAN[39],通过分析非海洋水和大气水样品,发现了氢氧稳定同位素之间存在的线性关系。基于这种关系,CRAIG[40]将大气降水中 $\delta^{18}O$ 和 δD 之间的线性关系称为大气水线,并进一步扩展为全球尺度的全球大气降水线(GMWL)。比较不同区域水体 $\delta^{18}O$ 和 δD 之间的线性关系与 GMWL 可判断引起该地区水体中稳定同位素变化的原因,这对同位素水文学的发展以及研究水循环过程中稳定同位素变化具有重要的意义。地下水样品氢氧稳定同位素数据分析采用统计方法,并辅以大气降水线关系图进行分析说明:

全球大气降水线(GMWL):$\delta D = 8\delta^{18}O + 10$[40]

当地大气降水线(LMWL):$\delta D = 8.17\ \delta^{18}O + 16.2$[40]

本文在所测地下水 $\delta^{18}O$ 数据的基础上,利用

表 1　空间插值误差分布

Tab. 1　Spatial interpolation error distribution

月份	n	平均绝对误差	均方根误差	方差
7	56	0.40	0.63	0.13
8	36	0.46	0.63	0.13
9	40	0.41	0.53	0.15
10	39	0.48	0.62	0.27
11	39	0.35	0.44	0.17

ArcGIS 软件，选择反距离权重法（IDW）[41-48]进行空间差值模拟分析，得到 $\delta^{18}O$ 以及氘盈余（d-excess）的空间分布图。表 1 为基于反距离权重法的空间插值误差分布。

3　结果与分析

3.1　地下水稳定同位素总体特征

沙柳河流域不同水体间 $\delta^{18}O-\delta D$ 的线性关系显示（图 2a），地下水、河水、泉水与降雪的 $\delta^{18}O$ 范围分别为 −9.2‰～−5.7‰、−10.0‰～−6.5‰、−7.8‰～−6.9‰和 −11.4‰～−3.8‰，平均值分别为 −6.8‰、−7.8‰、−7.4‰和 −9.2‰。各水体 $\delta^{18}O$ 变化范围从大到小依次为：降雪＞河水＞地下水＞泉水，$\delta^{18}O$ 平均值大小依次为：地下水＞泉水＞河水＞降雪。

河水、地下水和泉水分布于 LMWL（局地大气降水线）两侧，与降雨关系密切，同时三者间同位素波动范围较小，平均值较为接近，因此存在较强的水力联系。降雪同位素关系点位于 LMWL 上方，波动范围与平均值相差其他水体较大。受蒸发作用影响，地下水线的截距与斜率明显偏离且小于当地大气降水线和全球大气降水线，因此降水在对地下水补给的过程中经历的分馏作用，河水、地下水和泉水蒸发线斜率依次减小（分别为 6.5‰、5.6‰和 3.4‰），三者受蒸发作用依次增大或受到补给的降雨分馏作用依次增强。

3.2　地下水稳定同位素变化特征

由于气候的季节性差异、温/湿度等环境变化，不同时期具有不同补给特征，地下水稳定同位素呈现出不同的变化特征。7～11 月地下水稳定同位素组成 $\delta^{18}O$、δD 相关数值如表 2 所示。其中，δD 变化范围分别为 −60.3‰～−34.3‰、−53.6‰～−34.6‰、−52.5‰～−35.8‰、−52.9‰～−37.3‰和 −49.9‰～−36.9‰，平均值为 −41.6‰、−42.0‰、−41.0‰、−42.7‰与 −41.8‰；$\delta^{18}O$ 变化范围分别为 −9.2‰～−5.7‰、−8.5‰～−5.7‰、−8.3‰～−5.7‰、−9.2‰～−6.0‰和 −8.2‰～−5.9‰，平均值为 −6.7‰、−6.7‰、−6.6‰、−7.3‰和 −6.8‰。

图 3a～3e 给出了研究区 7～11 月地下水 $\delta^{18}O$ 值得空间分布情况。基于空间差值结果图，通过颜色上的渐变把 $\delta^{18}O$ 值分成 17 个等级。本文将 $\delta^{18}O$ 值大于 −6.8‰的区域定义为高值区（图中橙红色部分），将 $\delta^{18}O$ 值在 −7.5‰～−6.8‰的区域定义为中值区（图中黄色部分），将小于 −7.5‰的区域定义为低值区（图中绿色部分）。7～9月 $\delta^{18}O$高值

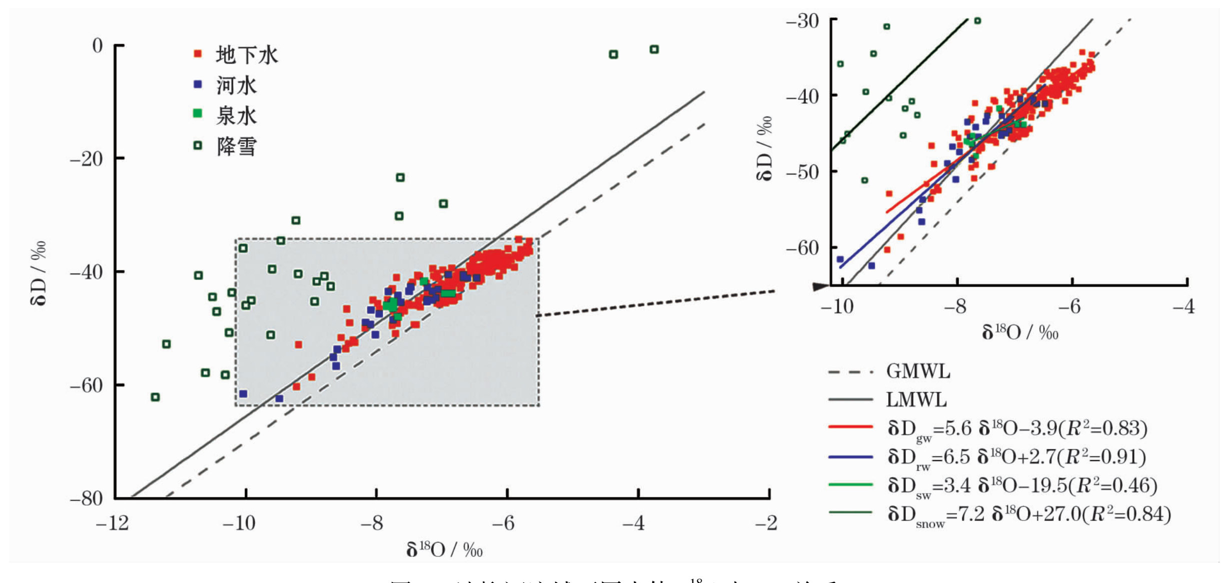


图 2　沙柳河流域不同水体 $\delta^{18}O$ 与 δD 关系

Fig. 2　Relationship between $\delta^{18}O$ and δD in different water bodies in Shaliu River Basin

表 2　沙柳河流域中下游地区地下水氢氧稳定同位素值的变化

Tab. 2　Changes of hydrogen and oxygen stable isotope values of groundwater in the middle and lower reaches

月份	n	δD / ‰			$\delta^{18}O$ / ‰			d-excess / ‰		
		最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
7	56	-34.3	-60.3	-41.6	-5.7	-9.2	-6.7	14.2	9.3	11.8
8	36	-34.6	-53.6	-42.0	-5.7	-8.5	-6.7	15.0	8.3	11.8
9	40	-35.8	-52.5	-41.0	-5.7	-8.3	-6.6	14.4	8.8	11.6
10	39	-37.3	-52.9	-42.7	-6.0	-9.2	-7.3	21.1	9.9	15.4
11	39	-36.9	-49.9	-41.8	-5.9	-8.2	-6.8	15.9	8.0	12.8

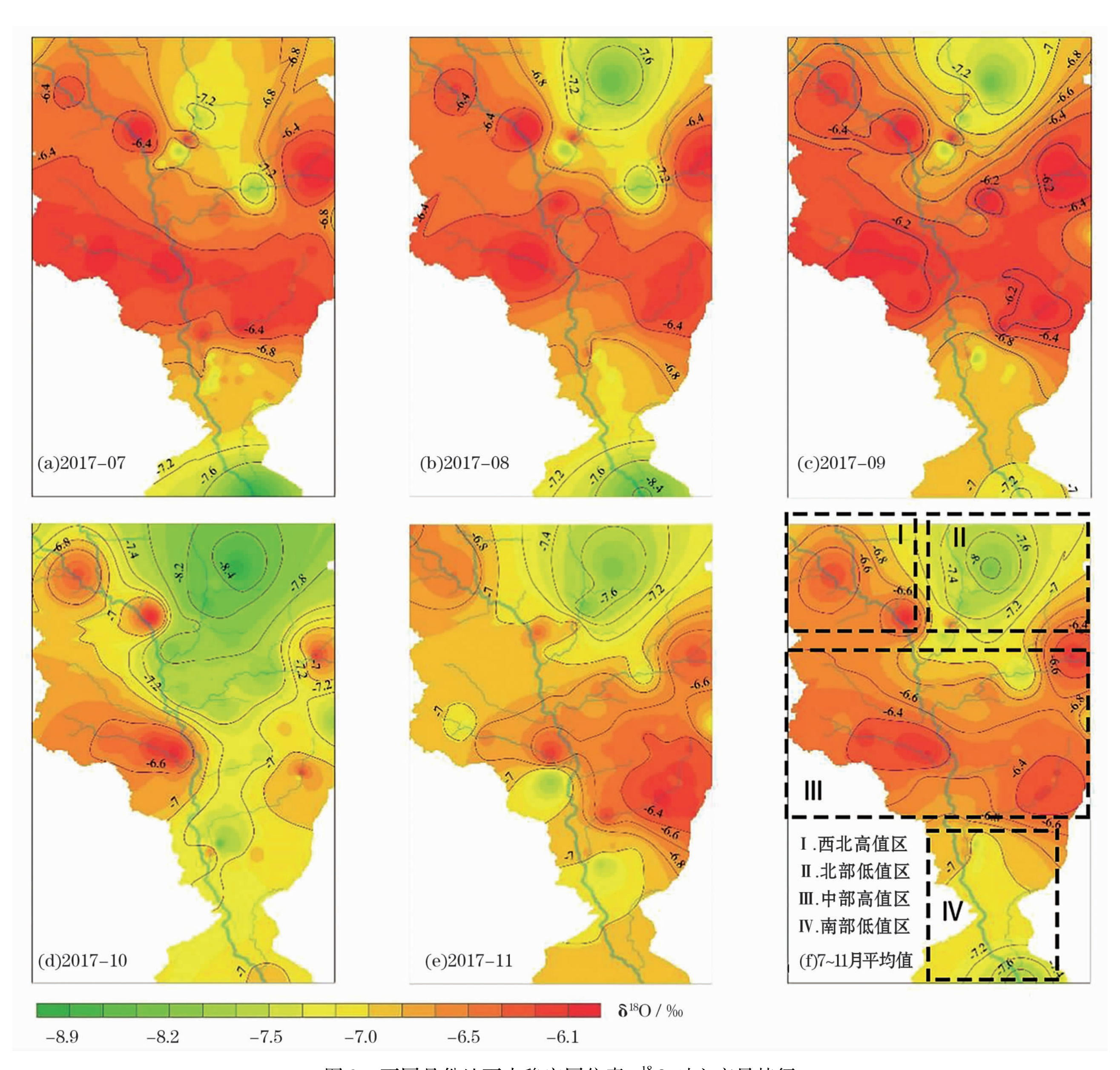


图 3　不同月份地下水稳定同位素 $\delta^{18}O$ 时空变异特征

Fig. 3　Temporal and spatial variability of groundwater stable isotope $\delta^{18}O$ in different months

区呈扩大的趋势且向南北两侧扩展,低值区受高值区的影响向南北两侧移动。10 ~ 11 月 $\delta^{18}O$ 高、中值区范围扩大,低值区范围缩小且向北部移动。季风期(图 3a ~ 3c)$\delta^{18}O$ 主要由高值、中值区占主导(图中橙红色与绿色部分),而非季风期(图 3d ~ 3e)则主要分布中值、低值区(图中黄色与绿色部分),从季风期到非季风期地下水 δD 与 $\delta^{18}O$ 值变化明显且有减小的趋势。

3.3 地下水与大气降水稳定同位素的变化关系

沙柳河流域地下水稳定同位素月平均值变化趋势如图4a,采样期 $\delta^{18}O$ 值范围为 −7.3‰~−6.6‰,δD值范围为 −42.7‰~−41.0‰,波动幅度分别为0.7‰和1.7‰。大气降水同位素6~7月达到最大,之后逐渐减小,7~11月 $\delta^{18}O$、δD变化范围分别为 −5.6‰~−12.9‰和 −30.5‰~−88.9‰,波动幅度分别为7.3‰和58.4‰。

采样期大气降水稳定同位素变化明显,自7月开始存在逐月递减的趋势,该变化与气温趋势相一致(图4b),进一步印证了气温是控制降水稳定同位素值大小的因素之一的结论[19]。根据瑞利分馏原理,降雨受蒸发作用的大小跟空气湿度有很大关系[43-44],采样期空气湿度呈下降趋势(图4b),表明降雨在下落过程中受分馏作用逐渐较小,轻同位素贫化与重同位素富集作用减弱,$\delta^{18}O$ 和δD值逐渐变小。地下水稳定同位素波动较降水平缓,其水源补给是一个复杂的过程,它的变化受诸多因素控制,在受到降雨补给的同时,径流、土壤水以及蒸发作用等也会对地下水同位素值产生影响,因此存在不同来源的补给是地下水波动较降水小的原因之一。值得注意的是,与大气降水不同,地下水存储条件相对封闭,受局地环境影响较大,如:地层、岩性、埋深等。因此稳定同位素存在较大的空间差异性,单纯的研究整体平均值的变化不足以说明其实际特征,需要分不同区域研究。

3.4 地下水与河水稳定同位素变化关系

为了进一步分析沙柳河流域中下游地下水稳定同位素随时间的变化特征,按照 $\delta^{18}O$ 平均值空间分布情况(图3f),将流域划分为高值区与低值区两大类(进一步细分为西北高值区、北部低值区、中部高值区以及南部低值区4大区域)(图5)。

北部低值区,地下水 $\delta^{18}O$ 波动范围为 −9.2‰~−6.2‰,波动平均值为 −7.4‰;河水波动范围为 −9.7‰~−7.6‰,波动平均值为 −8.5‰。地下水7~9月同位素值波动幅度较小,变化平缓,9~10月开始大幅减小,10月 $\delta^{18}O$ 值达到最低,而后回升。河水 $\delta^{18}O$ 自7~11月呈增大趋势,其中,8~9月变化最为明显,自9月之后增大趋于平缓。表明该区域7~9月地下水与河水交互作用不明显,同位素值存在较大差异,10~11月两者同位素值差异减小,相互补给作用明显。南部低值区,地下水 $\delta^{18}O$ 波动范围为 −9.0‰~−6.5‰,平均值为 −7.1‰;河水 $\delta^{18}O$ 波动范围为 −8.6‰~−6.1‰,平均值为 −7.4‰。7~11月地下水稳定同位素波动较为平缓,河水 $\delta^{18}O$ 在8月出现小高峰,而后逐渐增大。该区域河水与地下水稳定同位素差异较小,两者间存在明显交集,表明其水力联系紧密。

西北高值区,地下水 $\delta^{18}O$ 范围为 −7.1‰~

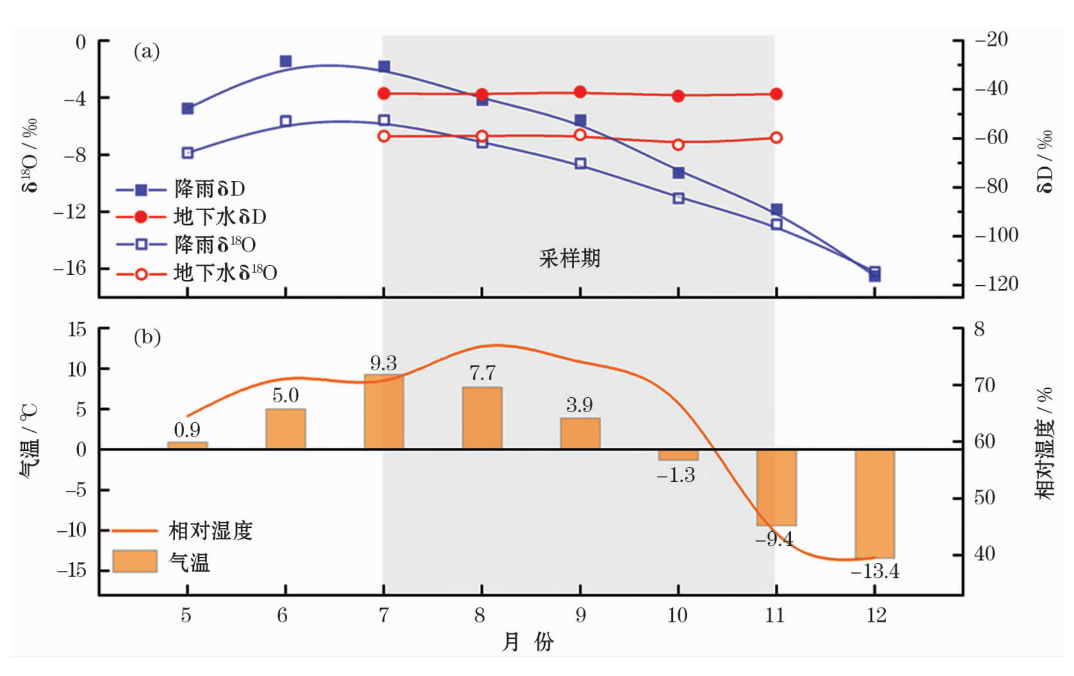


图4 大气降水同位素[18-19]与气象因子的变化特征

Fig. 4 Variation characteristics of atmospheric precipitation isotopes[18-19] and meteorological factors

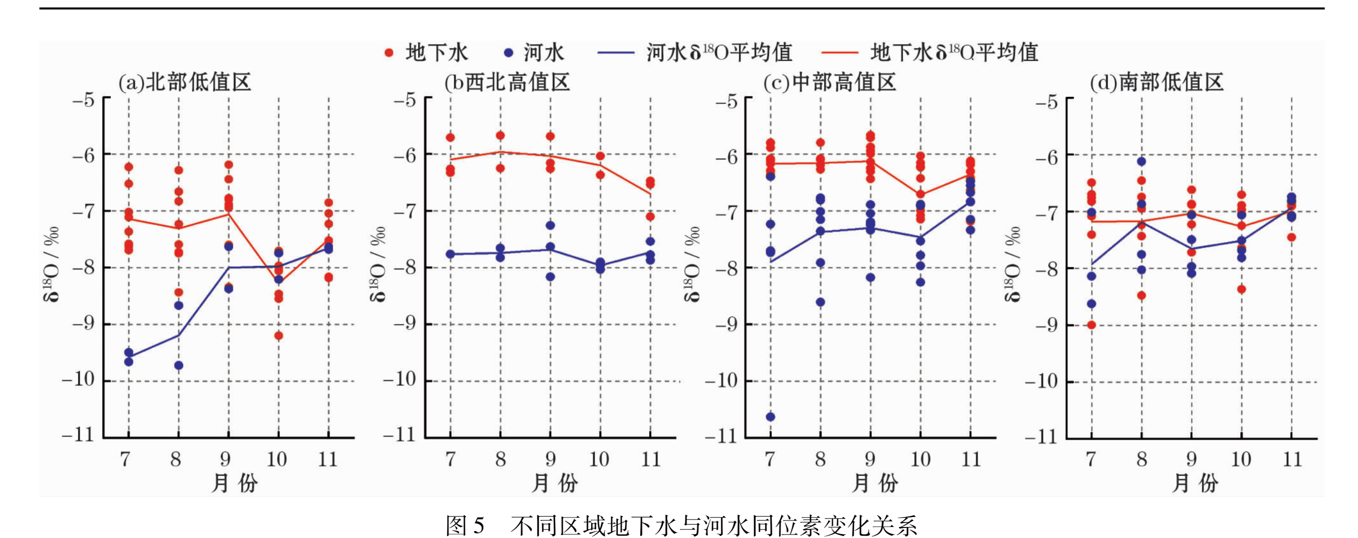


图 5 不同区域地下水与河水同位素变化关系

Fig. 5 Relationship between groundwater and river water isotopic changes in different regions

-5.7‰,采样期平均值为-6.2‰;河水 $\delta^{18}O$ 范围为-8.2‰~-7.3‰,平均值为-7.9‰。地下水 $\delta^{18}O$ 值7~8月小幅度增大,而后自8~11月缓慢减小,该特征与采样期降雨同位素变化类似。河水 $\delta^{18}O$除9~10月出现小幅度减小外,其他各月变动趋于平稳。该区域地下水与河水稳定同位素特征差异较大,二者间交互作用不显著。中部高值区,地下水 $\delta^{18}O$ 在-7.3‰~-5.7‰范围内变化,采样期平均值为-6.3‰;河水 $\delta^{18}O$ 在-10.6‰~-6.4‰之间波动,平均值为-7.4‰。7~9月地下水同位素变化平稳,9~10月开始减小,10~11月出现小幅度回升。除7月外,河水 $\delta^{18}O$ 同地下水变化趋势基本一致。10~11月,地下水与河水稳定同位素差异开始减小,11月两者同位素出现交集,并趋于一致。

综上,在地下水稳定同位素高值区,$\delta^{18}O$ 月平均线均分布于河水上方,地下水稳定同位素值分布较为集中,与河水存在较大差异,表明地下水补给来源单一,二者相互间补给作用不明显。可能原因是区域内河水与地下水之间存在透水性较差的隔水层,使得补给速率减缓,在一定程度上阻碍了两者的水力联系,对比同位素变化特征可以看出该区域内地下水与河水相互补给时间超过5个月;在地下水稳定同位素低值区,地下水与河水同位素值差距较小,分布较为分散,波动较大,在该类区域中,地下水与河水补给来源广、关系密切,对比同位素分布特征可以看出,两者补给时间在1~4个月之间。

4 讨 论

因季节不同,导致季风与非季风时期沙柳河流域地下水同位素特征表现出一定差异。为进一步分析流域地下水氢氧稳定同位素产生差异的原因,本文借助地下水 $\delta^{18}O$ 空间分布图,探究高值区和低值区地下水同位素的特征以及补给来源的转化。

季风时期(图6a),地下水同位素关系点位于LMWL右下方,且形成略小于前者的地下水蒸发线 GWL_1($\delta D=6.6\delta^{18}O+2.5$)。该时期,低值区同位素关系点富集于 GWL_1 左端且靠近 GWL_1 与LMWL的交点,表明低值区域的地下水受降水补给且受蒸发影响较小。相较于低值区域,同位素高值区地下水关系点集中在 GWL_1 右端,远离LMWL与GMWL的交点,表明该地地下水的补给水体是进一步受到蒸发后才汇入其中。河水同位素关系点同样位于LMWL右下方(图6c),蒸发线 GWL_1 与 RWL_1 的斜率、截距差异不大,分别为6.6和6.9、2.5和4.8,两者蒸发线接近重合,表明该时期河水与地下水来源相同,两者均受降雨补给。地下水关系点与河水关系点出现多处重叠,说明该区域地下水受河水的补给作用很强,河水通过侧向补给渗漏到地下水中,同时在 GWL_1 右上部分,大量地下水关系点分布于河水关系点之前,地下水蒸发程度超过同时期的河水,可以推断,地下水循环速度要比河水对地下水的补给速度快。

非季风时期(图6b),地下水同位素关系点分布于LMWL左右两侧,对应蒸发线 GWL_2($\delta D=4.7\delta^{18}O-9.1$)与LMWL存在交点。该时期,地下水高值区同位素关系点集中于 GWL_2 与LMWL交点处,表明非季风时期的高值区地下水主要受到降水补给。地下水低值区分布于LMWL两侧且较为分散,

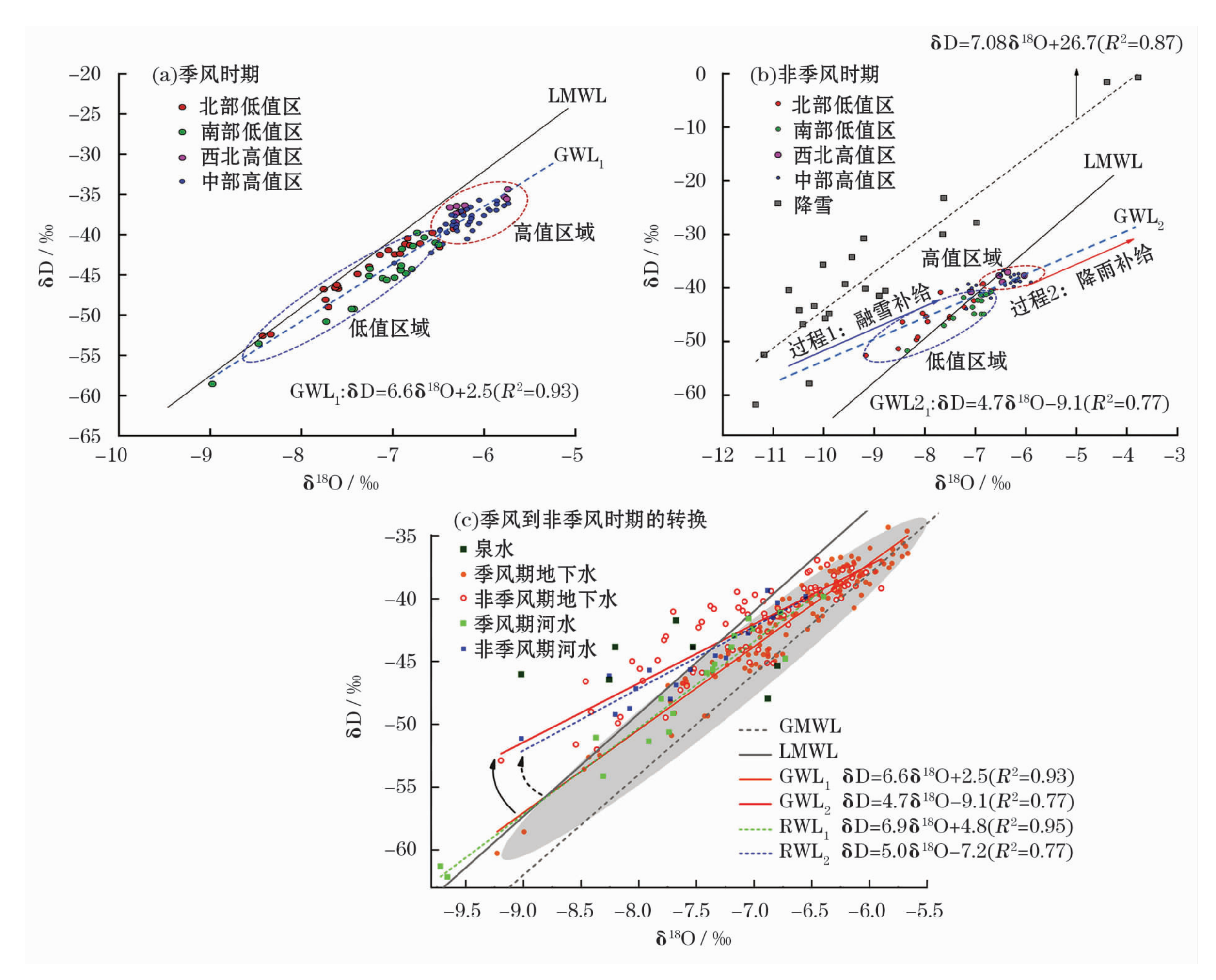


图 6　不同时期地下水同位素关系点的分布以及与其他水体间的关系

Fig. 6　Distribution of groundwater isotope relation points in different periods and the relation with other water

进一步指示在此区域仍有其他水体对其产生影响。位于 LMWL 右端的地下水受强烈蒸发后的来源补给，位于 LMWL 左侧的地下水关系点同位素值较小，可能受到冰雪融水等的补给，因为冰雪融水中同位素值相对较小[45]。据此，非季风时期的地下水因所处区域不同，受到降水的补给作用也不尽相同，在此大致归为 2 类过程：过程 1，因冰雪在消融过程中表面与内部受蒸发作用不一致导致其稳定同位素组成的差异较大，受蒸发影响较小的融水携带大量轻同位素补给流域北部的地下水，从而使得该地区同位素偏小；过程 2，地下水直接受到降水补给，在补给过程中因下渗速率较快，水体受到蒸发作用较弱，而这也是高值地区的同位素关系点富集于蒸发线与大气降水线交点处的主要原因。同地下水类似，河水关系点也分布于 LMWL 两侧，地下水、河水蒸发线斜率与截距分别为 4.7 和 5.0、−9.1 和 −7.2，两者蒸发程度相似，补给源相同。该时期降雨量较少，气温较低，流域海拔较高地区已以存在积雪，因此一部分地下水与河水受到冰雪融水的补给，同时河流也通过渗漏来补给地下水，而非季风期的地下径流也是河流的主要补给源。

综上，对比两个不同时期各水体间的稳定同位素特征不难发现，季风时期（7～9 月）稳定同位素值变化较为平稳，非季风期（10～11 月）变化强烈且同位素值波动减小。从季风期到非季风期，地下水关系点自 LMWL 右下方移动到左上方，对应蒸发线斜率增大，$\delta^{18}O$ 与 δD 相关性减弱，河水基本与地下水保持同步变化。这主要归因于两个时期的环境差异，季风期雨量多，河流量大，蒸发作用对地下水以及河水影响较小，非季风期则相反，强烈的蒸发作用是该时期蒸发线斜率增大的原因。

5　结 论

（1）沙柳河流域地下水稳定同位素空间分布存在明显季节差异，季风期（7～9 月）主要由高、

中值占主导，非季风期（10～11月）主要由中、低值占主导，同时随时间推移，稳定同位素值波动减小。

（2）大气降水稳定同位素的季节变化对地下水影响不大，地下水稳定同位素值的波动较降雨小；河水与地下水水力联系较为紧密，地下水同位素高值区，地下水与河水交互作用较弱，补给时间超过5个月；地下水同位素低值区，地下水与河水补给关系紧密，补给时间为1～4个月。

（3）季风时期，地下水主要受降雨入渗和河流侧向补给为主，在补给过程中蒸发作用是影响地下水稳定同位素值的主要因素；非季风期，冰雪融水对低值区的地下水影响显著，同时降水的快速入渗则是该时期高值区地下水的主要补给方式。

参考文献（References）

[1] MALOV A I, TOKAREV I V. Using stable isotopes to characterize the conditions of groundwater formation on the eastern slope of the Baltic Shield (NW Russia)[J]. Journal of Hydrology, 2019, 578: 124-130.

[2] ASLAM R A, SHRESTHA S, PANDEY V P. Groundwater vulnerability to climate change: A review of the assessment methodology [J]. Science of the Total Environment, 2018, 612: 853-875.

[3] JIANG W J, WANG G C, SHENG Y Z, et al. Isotopes in groundwater (^{2}H, ^{18}O, ^{14}C) revealed the climate and groundwater recharge in the northern China [J]. Science of The Total Environment, 2019, 666: 298-307.

[4] FONTES J C, STUTE M, SCHIOSSER P. Aguifers as archives of paleoclimate[J]. EOS Trans AGU, 1993, 74: 21-22.

[5] MEREDITH G, ADAM P, ROSEMARY K. Resistivity imaging reveals complex pattern of saltwater intrusion along Monterey coast [J]. Journal of Hydrology, 2017, 551: 746-755.

[6] AQUILINA L, VERGNAUD A V, LES A A, et al. Impact of climate changes during the last 5 million years on groundwater in basement aquifers[J]. Scientific Reports, 2015, 5: 14132.

[7] LIU F, WANG S, WANG L S, et al. Coupling hydrochemistry and stable isotopes to identify the major factors affecting groundwater geochemical evolution in the Heilongdong Spring Basin, north China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2019, 205: 106-352.

[8] SHI X Y, WANG Y, JIAO J J, et al. Assessing major factors affecting shallow groundwater geochemical evolution in a highly urbanized coastal area of Shenzhen City, China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2018, 184: 17-27.

[9] LIANG Y, GAO X, ZHAO C, et al. Review: Characterization, evolution, and environmental issues of karst water systems in northern China[J]. Hydrogeology Journal, 2018, 26(5): 1371-1385.

[10] 童李霞，燕琴，骆成凤，等. 青海湖流域草地时空变化特征初探[J]. 青海草业，2017，26(3)：7-12，6. [TONG Lixia, YAN Qin, LUO Chengfeng, et al. Spatial-temporal patterns of grassland change in Qinghai Lake Basin[J]. Qinghai Prataculture, 2017, 26(3): 7-12, 6.]

[11] 姜月华，贾军元，许乃政，等. 苏锡常地区地下水同位素组成特征及其意义[J]. 中国科学D辑：地球科学，2008，38(4)：493-500. [JIANG Yuehua, JIA Junyuan, XU Naizhen, et al. Characteristics of groundwater isotopic composition and its significance in Suzhou, Wuxi and Changzhou[J]. Science China Earth Sciences, 2008, 38(4): 493-500.]

[12] 周慧芳，谭红兵，张西营，等. 江苏南通地下水补给源、水化学特征及形成机理[J]. 地球化学，2011，40(6)：566-576. [ZHOU Huifang, TAN Hongbing, ZHANG Xiying, et al. Groundwater recharge source, water chemistry characteristics and formation mechanism of Nantong, Jiangsu[J]. Geochemistry, 2011, 40(6): 566-576.]

[13] 陈建生，王婷，陈茜茜，等. 鄂尔多斯自流盆地地下水来源争议问题讨论[J]. 地质论评，2013，59(5)：900-908. [CHEN Jiansheng, WANG Ting, CHEN Qianqian, et al. Discussion on disputes of groundwater sources in ordos basin [J]. Geological Review, 2013, 59(5): 900-908.]

[14] 陈建生，张志伟，刘震，等. 乌梁素海及其周边地区水源补给关系同位素研究[J]. 水资源保护，2013，29(4)：12-18. [CHEN Jiansheng, ZHANG Zhiwei, LIU Zhen, et al. Isotope study on water supply relationship in Wuliangsuhai and surrounding areas[J]. Water Resources Protection, 2013, 29(4): 12-18.]

[15] 李文赞，严平，刘永刚，等. 库姆塔格沙漠东北缘浅层地下水补给来源[J]. 中国沙漠，2011，31(6)：1617-1622. [LI Wenzan, YAN Ping, LIU Yonggang, et al. Source of shallow groundwater recharge in the northeastern margin of the Kumtag Desert[J]. Journal of Desert Research, 2011, 31(6): 1617-1622.]

[16] CLARK I D, FRITZ P. Environmental isotopes in hydrogeology [M]. New York: CRC Press, 1997.

[17] WINOGRAD I J, RIGGS A C, COPLEN T B. The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA [J]. Hydrogeology Journal, 1998, 6(1): 77-93.

[18] MANDAL A K, ZHANG J. Climate change and the future of fresh water resources of the island: A case study on the Rishiri Island, Japan[J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 66(5): 1309-1319.

[19] 詹泸成，陈建生，张时音. 洞庭湖湖区降水-地表水-地下水同位素特征[J]. 水科学进展，2014，25(3)：327-335. [ZHAN Lucheng, CHEN Jiansheng, ZHANG Shiyin. Precipitation-surface water-groundwater isotope characteristics in Dongting Lake area [J]. Advances in Water Science. 2014, 25(3): 327-335.]

[20] 王恒纯. 同位素水文地质概论[M]. 北京：地质出版社，1991. [WANG Hengchun. Introduction to isotope hydrogeology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991.]

[21] SIMPSON H J, HERCZEG A L. Stable isotopes as an indicator of evaporation in the River Murray, Australia [J]. Water Resources Research, 1991, 27(8): 1925-1935.

[22] TANIGUCHI M,KAIHOTSU I,KOTODA K. Isotope studies of precipitation,river water and groundwater in the HEIFE area,northwestern China[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,1995,73(6):1293－1299.

[23] 田立德,姚檀栋,沈永平,等. 青藏高原那曲河流域降水及河流水体中氧稳定同位素研究[J]. 水科学进展,2002,13(2):206－210. [TIAN Lide,YAO Tandong,SHEN Yongping,et al. Precipitation in the Naqu river basin of the Qinghai-Tibet Plateau and oxygen stable isotope in river waters[J]. Advances in Water Science,2002,13(2):206－210.]

[24] 沈业杰,高磊,彭新华. 基于氘盈余分析季节性降水对浅层地下水的补给——以鹰潭孙家农田小流域为例[J]. 土壤,2015,47(2):394－399. [SHEN Yejie,GAO Lei,PENG Xinhua. Analysis of shallow groundwater recharge by seasonal precipitation based on marginal surplus:A case study of sunjia farmland small watershed in Yingtan[J]. Soils,2015,47(2):394－399.]

[25] SAMIE S A E,SADEK M. Groundwater recharge and flow in the Lower Cretaceous Nubian Sandstone aquifer in the Sinai Peninsula,using isotopic techniques and hydrochemistry[J]. Hydrogeology Journal,2001,9(4):378－389.

[26] WANG L,HU F,YIN L,et al. Hydrochemical and isotopic study of groundwater in the Yinchuan plain, China [J]. Environmental Earth Sciences,2013,69(6):2037－2057.

[27] WANG Y,CHEN Y,LI W. Temporal and spatial variation of water stable isotopes (^{18}O and ^{2}H) in the Kaidu River Basin,northwestern China[J]. Hydrological Processes,2014,28(3):653－661.

[28] 金章东,石岳威,张飞. 青海湖流域浅层地下水补给来源及其水位变化[J]. 地球环境学报,2010,1(3):169－174. [JIN Zhangdong,SHI Yuewei,ZHANG Fei. Sources of shallow groundwater recharge and changes of water level in Qinghai Lake Basin [J]. Journal of Earth Environment,2010,1(3):169－174.]

[29] XIAO J,JIN Z D,ZHANG F. Geochemical and isotopic characteristics of shallow groundwater within the Lake Qinghai catchment,NE Tibetan Plateau[J]. Quaternary International,2013,313－314:62－73.

[30] 李岳坦,李小雁,崔步礼,等. 青海湖流域50年来(1956—2007年)河川径流量变化趋势——以布哈河和沙柳河为例[J]. 湖泊科学,2010,22(5):757－766. [LI Yuetan,LI Xiaoyan,CUI Buli,et al. Trends of river runoff in the Qinghai lake basin in the past 50 years (1956－2007):A case study of Buha river and Shaliu river[J]. Journal of Lake Sciences,2010,22(5):757－766.]

[31] CUI B L,LI X Y. Stable isotopes reveal sources of precipitation in the Qinghai Lake Basin of the northeastern Tibetan Plateau[J]. Science of the Total Environment,2015,527－528:26－37.

[32] AN Z S,COLMAN S M,ZHOU W J,et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. Scientific Report,2012,2:619.

[33] 吴华武,李小雁,赵国琴,等. 青海湖流域降水和河水中$\delta^{18}O$和δD变化特征 [J]. 自然资源学报,2014,29(9):1552－1564. [WU Huawu,LI Xiaoyan,ZHAO Guoqin,et al. Variation characteristics of $\delta^{18}O$ and δD in precipitation and river water of Qinghai Lake Basin[J]. Journal of Natural Resources,2014,29(9):1552－1564.]

[34] 中国科学院兰州地质研究所. 青海湖综合考察报告[M]. 北京:科学出版社,1979:1－22. [LIG CAS. Qinghai lake comprehensive investigation report[M]. Beijing:China Science Publishing & Media Ltd,1979:1－22.]

[35] 崔步礼. 基于氢氧稳定同位素的青海湖流域水循环及水量转换关系研究[D]. 北京:北京师范大学,2011:16－18. [CUI Buli. Study on the relationship between water cycle and water quantity conversion in Qinghai Lake Basin based on hydrogen and oxygen stable isotope [D]. Beijing: Beijing Normal University,2011:16－18.]

[36] 刚察县志编纂委员会. 刚察县志[M]. 西安:陕西人民出版社,1998:95－97. [Gangcha County Annals Compilation Committee. Gangcha County[M]. Xi'an:Shaanxi People's Publishing House,1998:95－97.]

[37] 郭小燕,冯起,李宗省,等. 敦煌盆地降水稳定同位素特征及水汽来源[J]. 中国沙漠,2015,35(3):715－723. [GUO Xiaoyan,FENG Qi,LI Zongxing,et al. Stable isotope characteristics of precipitation and sources of water vapor in Dunhuang Basin[J]. Journal of Desert Research,2015,35(3):715－723.]

[38] EPSTIEN S,MAYEDA T. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta,1953,4:213－224.

[39] FRIEDMAN I. Deuterium content of natural waters and other substances[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1953,4:83－103.

[40] CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. Science,1961,133 (3465):1702－1703.

[41] VAN G,VOERKELIUS S,LORENTZ G,et al. Spatial interpolation of the deuterium and oxygen-18 composition of global precipitation using temperature as ancillary variabl[J]. Geochem Explor. 2009,101(2):175－184.

[42] 林金煌,林广发. 福建省降水空间插值方法比较与区域分布特征研究[J]. 海南师范大学学报(自然科学版),2015,28(1):61－65. [LIN Jinhuang,LIN Guangfa. Comparison of spatial interpolation methods and regional distribution characteristics of precipitation in Fujian Province[J]. Journal of Hainan Normal University,2015,28(1):61－65.]

[43] 王永森,马振民,徐征和. 基于瑞利分馏模式的水体蒸发线斜率模型[J]. 水科学进展,2011,22(6):795－800. [WANG Yongsen,MA Zhenmin,XU Zhenghe. Slope model of water evaporation line based on Rayleigh fractionation mode[J]. Advances in Water Science,2011,22(6):795－800.]

[44] 陈建生,彭靖,詹泸成,等. 鄱阳湖流域河水、湖水及地下水同位素特征分析[J]. 水资源保护,2015,31(4):1－7. [CHEN Jiansheng,PENG Jing,ZHAN Lucheng,et al. Analysis of isotope characteristics of river water,lake water and groundwater in Poyang Lake Basin[J]. Water Resources Protection,2015,31(4):1－7.]

[45] WU H W,LI X Y,HE B,et al. Characterizing the Qinghai Lake watershed using oxygen－18 and deuterium stable isotopes [J]. Journal of Great Lakes Research,2017,43(3):33－42.

Recharge characteristics of shallow groundwater in different periods of Shaliu River Basin around the Qinghai Lake

YANG Yu-fan[1,2], CAO Sheng-kui[1], CAO Guang-chao[1], LEI Yi-zhen[1], LIU Ying[1], LAN Yao[1]

(1 *School of Geographical Sciences & Qinghai Provincial Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Processes, Qinghai Normal University, Xining* 810008, *Qinghai*, *China*;

2 *School of Geography and Tourism*, *Shaanxi Normal University*, *Xi'an* 710119, *Shaanxi*, *China*)

Abstract: The Shaliuhe River basin is located in the territory of Gangcha County, Qinghai Province, China and in the northern part of Qinghai Lake. Located in the transition zone of westerlies and monsoons, the basin experiences significant seasonal variations in precipitation, with approximately 65% of precipitation concentrated during the monsoon period. There are relatively abundant groundwater resources in the Shaliuhe River basin, mainly including bedrock fissure water in the northern mountainous region of the basin, phreatic water in gravel layers of piedmonts and intermontane plains, and confined water in the downstream lakeside plains. From July to November 2017, the author collected about 300 samples of shallow groundwater, spring water, glacier snowmelt water, and river water in the middle and lower reaches of Shaliuhe River basin. Spatio-temporal variation characteristics of hydrogen and oxygen stable isotope composition of shallow groundwater and the recharge relationship between groundwater and other water bodies in different periods were studied in Shaliuhe River basin of Lake Qinghai using GIS spatial interpolation method and stable isotope techniques. The conclusions were drawn as follows: (1) during the monsoon period, groundwater is mainly recharged by rainfall infiltration and lateral recharge of rivers, and evaporation is the main factor affecting the stable isotope value of groundwater. In the non-monsoon period, the glacier snowmelt water has a significant impact on groundwater in the low-value area, and the rapid infiltration of precipitation is one of the main recharge paths of groundwater in the high-value area. (2) in the high-value area of groundwater isotope, the recharge between groundwater and river water is weak, and the recharge time is more than 5 months. In the low-value area of groundwater isotope, groundwater has a close supply relationship with river water, and the supply time is from January to April. At present, there are few studies on groundwater stable isotopes in China, especially in the Qinghai-Tibet Plateau where there is a lack of seasonal difference in groundwater recharge path. Therefore, the results of this study can preliminarily reflect the stable isotope characteristics of groundwater and the basic law of recharge pattern in the arid and semi-arid inland basins to a certain extent. The results also provide a scientific basis for the study of conversion between groundwater and other water bodies within the basin, and theoretical guidance for groundwater resource management and water environment treatment.

Key words: shallow groundwater; hydrogen-oxygen stable isotope; groundwater supply; Qinghai lake; Shaliu river basin